L'EVAPORAZIONE E LA TRASPIRAZIONE

L'evaporazione è il processo attraverso il quale l'acqua liquida passa allo stato di vapore ed è allontanata dalla superficie sulla quale è avvenuto il passaggio di stato. L'energia necessaria al passaggio di stato è fornita per la maggior parte dalla radiazione solare. In assenza di questa, l'evaporazione può comunque avvenire utilizzando calore sottratto al suolo o alla massa d'acqua. La facilità con cui l'evaporazione avviene è legata alla differenza fra la tensione di vapore sulla superficie di evaporazione (vale a dire la tensione di saturazione) e quella dell'atmosfera circostante, ed alla velocità del vento, che determina l'intensità degli scambi turbolenti in atmosfera. Man mano che il fenomeno dell'evaporazione procede, se l'aria circostante diventa gradualmente satura, tale forzante, detta 'aerodinamica', dell'evaporazione diventa trascurabile. La radiazione solare, la temperatura dell'aria, l'umidità relativa e la velocità del vento rappresentano pertanto i parametri climatici fondamentali nel processo dell'evaporazione. Il tasso di evaporazione è usualmente espresso in millimetri d'acqua nell'unità di tempo [mm/day]; Per unità di superficie pari ad 1 m^2 questa quantità corrisponde ad 1 kg di acqua, cosa che consente un facile utilizzo delle grandezze calore specifico e calore latente di evaporazione, usualmente espresse in funzione di unità di massa d'acqua.
La traspirazione, in modo analogo, consiste nel passaggio allo stato di vapore dell'acqua liquida contenuta nei tessuti delle piante e nel conseguente trasferimento del vapore all'atmosfera che avviene attraverso la superficie fogliare. Essa è funzione delle stesse forzanti sopra indicate e si rapporta all'entità dell'evaporazione da superficie liquida attraverso la densità fogliare, che determina superfici effettive di evaporazione che possono essere superiori all'area della proiezione verticale della chioma. I fenomeni dell'evaporazione e della traspirazione avvengono simultaneamente, e vengono considerati come fenomeni posti in serie sulla stessa verticale.
L'entità (o tasso) di evaporazione è proporzionale al flusso netto di calore latente. Si definisce calore latente di vaporizzazione λ_v la quantità di calore necessaria per la rottura dei legami a idrogeno durante il processo di evaporazione di un'unità di massa d'acqua. La stessa quantità di calore è rilasciata nel momento in cui tali legami si riformano per condensazione.
Il fenomeno dell'evaporazione da una superficie d'acqua è quindi sempre accompagnato da un flusso di energia verso la massa d'aria che riceve il vapor d'acqua. Questa quantità di energia può essere resa disponibile a seguito della condensazione. Di conseguenza, il raffreddamento notturno dell'aria è contrastato dalla cessione di calore della massa di vapore che condensa quando ci si trova in condizioni di elevata umidità relativa. Laddove l'umidità assoluta è molto bassa, l'escursione

termica risulta elevata a causa della difficoltà di raggiungere la temperatura di rugiada ed attivare la condensazione.

Il calore latente di vaporizzazione è funzione della temperatura, vale a dire che a temperature elevate, per innescare l'evaporazione sarà necessaria una quantità di energia inferiore rispetto a quella necessaria a basse temperature. A 20°C tale valore può essere assunto pari a 2.45 MJ/kg; vale a dire che per l'evaporazione di 1 kg, o di 0.001 m^3 d'acqua, o di 1 mm per metro quadro, occorrono 2.45 MJ, ovvero 0.681 Kwh.. Quindi 1 mm d'acqua evaporata è equivalente a 2.45 MJ/m^2 di energia (radiante) assorbita dall'acqua. Per calcolare l'ammontare dell'acqua evaporata occorre moltiplicare il termine radiativo che si vuole convertire, espresso in termini di energia specifica (cioè espressa per unità di superficie), per l'inverso del calore latente di vaporizzazione ($1/\lambda_v = 0.408$):

$$\textit{Equivalent Evaporation } [mm/d] = 0.408 * \textit{Radiation } [MJ/m^2 d] \quad (1)$$

Bilancio energetico alla superficie terrestre

In Appendice vengono riportate le modalità con le quali si riesce a determinare l'entità dell'energia netta ricevuta dal sistema suolo-atmosfera (Radiazione netta, R_n). Il flusso (o tasso) di evaporazione dipende direttamente dal frazionamento della radiazione netta in calore latente (che alimenta l'evaporazione) e calore sensibile (che determina il riscaldamento del suolo e dell'aria). Gli elementi in gioco sono riportati nella relazione:

$$R_n = \lambda E + H + G \quad (2)$$

R_n = radiazione netta [MJ/m^2];

E = flusso di vapore conseguente alla conversione dell'energia radiante direttamente ricevuta dalla massa d'acqua [mm/g];

λ = calore latente di vaporizzazione;

H = flusso di calore sensibile ceduto alla corrente d'aria;

G = flusso di calore ceduto al suolo (o ceduto dal suolo);

Di conseguenza, l'entità del flusso evaporativo dipendente dal solo trasferimento di energia è espresso dalla relazione:

$$E = \frac{R_n - H \ - G}{\lambda} \qquad \left[mm / g\right] \qquad (3)$$

In questa relazione si può assumere $G = Cs\ d_s\ \frac{T_2 - T_1}{\Delta t}$ [$MJ/m^2\ g$], con d_s= spessore efficace del suolo, *Cs*=capacità termica del suolo (usualmente posta pari a 2.1 Mj/m^3/°C per suolo mediamente umido) e Δt=intervallo di tempo relativo al calcolo. *A*lla scala del giorno (Δt =24 ore) si assume d_s=0,18 *m*, per cui risulta *G*=0,38 (T_2-T_1). Le temperature T_2 e T_1 sono relative al suolo alla stessa ora in giorni consecutivi. Alla scala del mese si assume d_s=2 *m* e se ne ricava *G*=0,14 (T_2-T_1). In assenza di valori di temperatura del suolo si utilizzano le temperature dell'aria rilevate a distanza di tempo Δt. Per la scala mensile si utilizzano valori medi mensili di temperatura.

Valutazione aerodinamica del flusso di evaporazione

Combinando le equazioni di continuità della massa e di cinematica del trasporto si ottiene:

$$E = B(e_s - e_a) \cdot 8.64 \cdot 10^4 \qquad \left[mm / g\right] \qquad (4)$$

B = coefficiente di trasferimento del vapore [m/Pa·s] ;

e_a = pressione di vapore effettiva ad una quota di riferimento z_2 [Pa];

e_s = pressione di vapor saturo [Pa].

Alla data temperatura dell'aria Ta, la pressione di vapor saturo è data dalla relazione:

$$e_s = 611 \cdot exp\left(\frac{17.27 \cdot T_a}{237.3 + T_a}\right) \qquad \left[Pa\right]$$

Il **coefficiente B** è espresso con la formula di Dalton (1802):

$$B = \frac{0.622 k^2 \rho_a u_2}{p \rho_w \left[ln\left(z_2 / z_0\right)\right]^2} \qquad \left[\frac{m}{Pa \cdot s}\right] \qquad (5)$$

k = costante di von Karman = 0.4;

ρ_a = densità dell'aria [kg/m^3];

u_2 = velocità del vento alla quota z_2 [m/s];

p = pressione atmosferica [Pa];

ρ_w= densità dell'acqua [kg/m^3] – *serve per esprimere E_a in mm anziché in grammi*;

z_2 = quota di misura della velocità vento [m];

z_0 = altezza della scabrezza [m]

In modo analogo si può esprimere il flusso di calore sensibile:

$$H = B' \,(T_0 - T_a) \cdot 8.64 \cdot 10^6 \qquad \left[Mj / m^2 / g \right] \tag{6}$$

con *B'* espressa come:

$$B = \frac{Cpa\, k^2 \rho_a u_2}{\rho_w \left[ln(z_2 / z_0) \right]^2} \qquad \left[\frac{KJ / kg / {}^\circ K \cdot m}{s} \right] \tag{7}$$

con C_{pa} = calore specifico dell'aria umida a pressione costante; C_{pa} = 1,013 [MJ/kg/°K] in condizioni di umidità medie dell'aria. Per aria secca si ha C_p = 1,005 [MJ/kg/°K];

Valori tipici di altezza di scabrezza in mm per diverse superfici.

SUPERFICI	MEDIA	MIN	MAX
ghiaccio	0.01		
acqua	0.25	0.01	0.6
neve	5	0.05	10
suolo nudo	11	1	21
erba corta	10	1	20
cereali	100	20	220
città	5000	50	10000

Il rapporto tra i flussi di calore latente e di calore sensibile viene chiamato ***Bowen Ratio*** e si esprime come:

$$\Re = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{T_0 - T_a}{e_s - e_a} \tag{8}$$

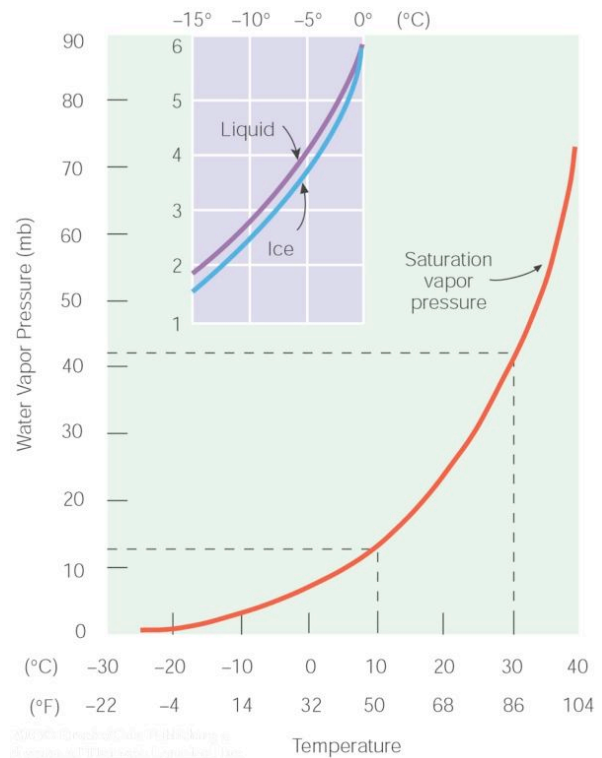
dove γ è la **costante psicrometrica:**

$$\gamma = \frac{C_{pa} p}{0.622 \cdot \lambda} \cong 66 \qquad \left[kPa / {}^\circ C \right] \tag{9}$$

Risulta quindi possibile esprimere **H** in funzione di **λE** ed eliminarla come incognita nell'equazione di dipendenza del flusso di calore latente da R_n. Per procedere in questo senso è necessario svincolarsi dalla necessità di conoscere ed usare la temperatura della superficie T_0, e riferire la pressione di vapore a saturazione non alla temperatura dell'aria a contatto con la superficie ma a quella misurata all'altezza a cui sono posti gli strumenti di misura delle variabili meteorologiche (tipicamente 2m). Questo aggiustamento viene reso possibile dall'utilizzo del gradiente della curva di saturazione, o **gradiente di vapor saturo Δ** , definito come:

$$\Delta = \frac{e_s - e_{az}}{T_0 - T_{az}} \qquad [Pa/°C] \qquad (10)$$

ma calcolabile con riferimento alla sola temperatura T_a attraverso la formula:

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_s}{(237.3 + T_a)^2} \qquad [Pa/°C] \qquad (11)$$

Semplificando un po' si potrebbe dire che la tangente alla curva di vapor saturo viene sostituita alla secante. In effetti si dimostra che con una serie di passaggi si riesce ad ottenere la dipendenza dalle sole condizioni relative alla quota z senza perdita di dettaglio.
Effettuando tali passaggi si dimostra come dalla relazione

$$\lambda E = R_n - \Re \lambda E - G \qquad (12)$$

si riesca ad ottenere la relazione del **Metodo Combinato (Penman, 1942)**, valido per evaporazione da superficie idrica libera

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{(R_n - G)}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} B(e_{sz} - e_{az})\ 8.64 \cdot 10^4 \qquad [mm/g] \qquad (13)$$

Evaporazione da Suolo o copertura vegetale (canopy)

L'approccio combinato è stato successivamente generalizzato nell'equazione di Penman-Monteith per tener conto dei vari principi fisici che regolano i processi di evaporazione dell'acqua da diversi tipi di copertura vegetale. La relazione di Penman-Monteith assume la forma:

$$\lambda ET = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho_a C_p (e_{sz} - e_{az}) / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a)} \qquad (14)$$

nella quale il simbolo viene ridefinito (ET = evapotraspiraizone). La (14) può essere immediatamente ricondotta alla relazione del metodo combinato di Penman, considerando che per una superficie liquida si ha r_s=0 e quindi si ottiene:

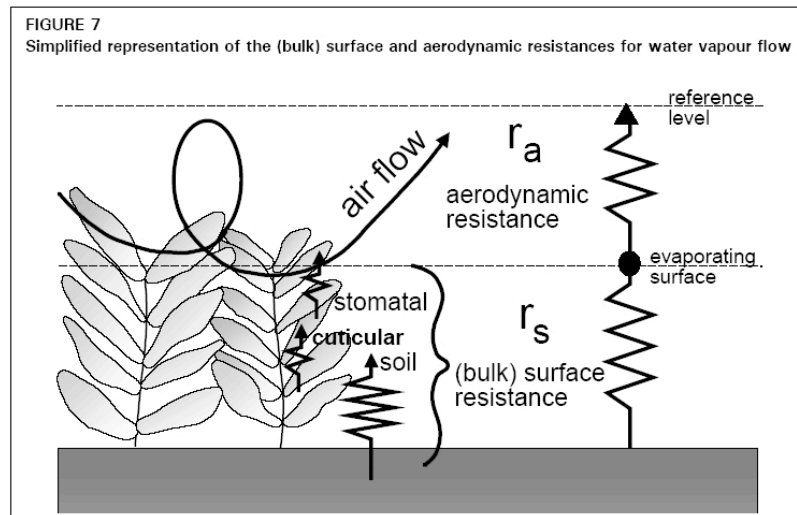
$$\lambda_{ET} = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p (e_{sz} - e_{az}) / r_a}{\Delta + \gamma} \qquad (15)$$

con

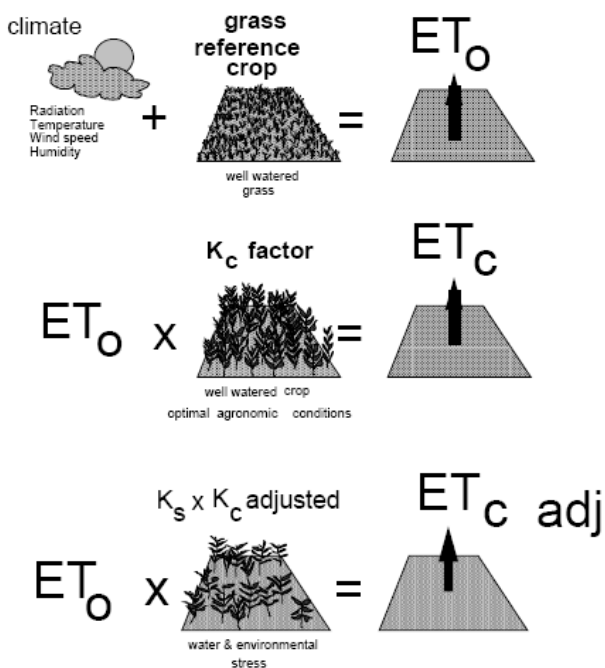
$$r_a = \frac{[ln(z_2 / z_0)]^2}{k^2 u_2} \qquad \left[\frac{s}{m}\right] \qquad (16)$$

In questo modo si introduce un termine fittizio detto *resistenza aerodinamica* (r_a) che misura gli ostacoli opposti all'evaporazione dalle condizioni di agitazione turbolenta locale sulla superficie.
In analogia a questa resistenza viene definita la resistenza offerta dal suolo, in funzione delle sue condizioni, o dalla vegetazione: r_s = *crop canopy (o surface) resistance*.
Questa viene intesa come quella opposta da un elemento collocato 'in serie' (in analogia ad un elemento di un circuito elettrico) rispetto alla superficie (liquida o del suolo o fogliare) a contatto con l'atmosfera. Questo giustifica la forma della relazione (14).
Per la vegetazione si assume

$$r_s = \frac{200}{L} \; [\mathrm{s\ m^{-1}}], \qquad \text{con } L = \text{Leaf Area Index} \qquad (17)$$

$$L = 24 \cdot h_c = 5.5 + 1.5 \cdot ln(h_c), \qquad \text{con } h_c = \text{altezza minima del } crop \qquad (18)$$

Stima dell'evapotraspirazione di riferimento col metodo FAO Penman-Monteith

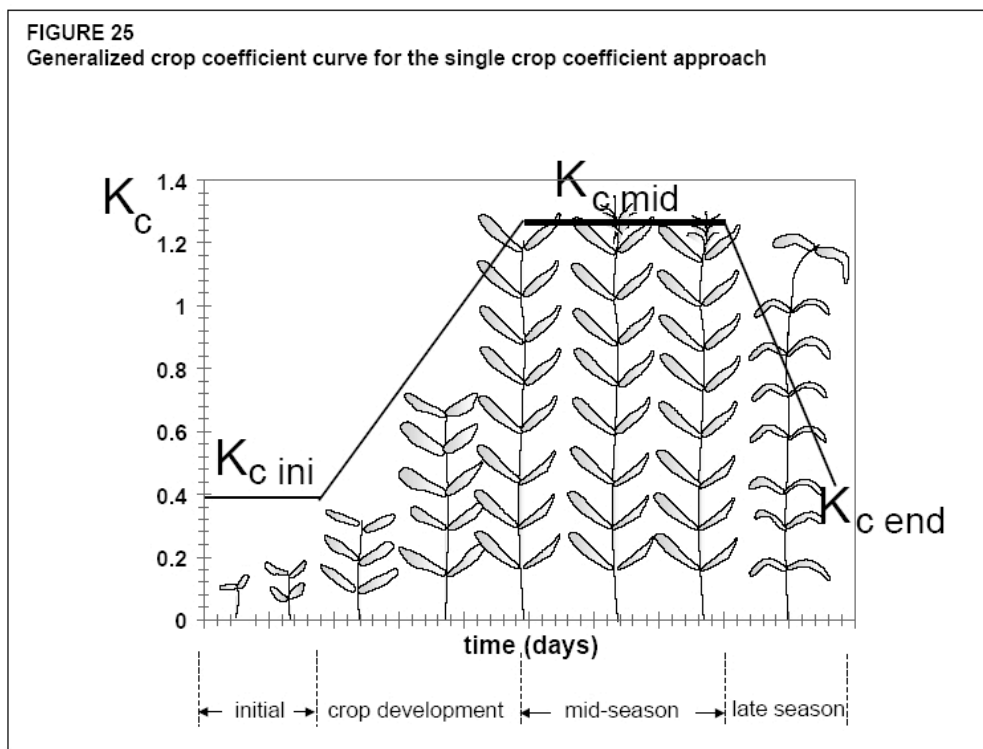
La FAO ha riunito un panel di esperti che ha definito degli standard oggi universalmente accettati. Nella pubblicazione prodotta dal comitato (Allen et al., 1998) si fa la distinzione tra "reference crop evapotraspiration" ET_0, "crop evapotraspiration under standard conditions" ET_c e "crop evapotraspiration under non standard conditions" $ET_{c\ adj}$.

ET_0 è un parametro climatico che esprime la capacità dell'atmosfera di permettere l'evaporazione. Il concetto di evapotraspirazione "di riferimento" nasce dall'esigenza di definire oggettivamente questo potere evaporativo dell'atmosfera, a prescindere dall'uso del suolo sottostante.
La definizione della superficie di riferimento è la seguente: "*A hypothetical reference crop with an assumed uniform crop height of 0.12 m, a fixed surface resistance of 70 s m^{-1} and an albedo of 0.23, actively growing and adequately watered*". Questa corrisponde ad una superficie estesa d'erba di altezza uniforme, nella fase di crescita, che nasconde completamente il terreno ed adeguatamente irrigata.

Il metodo raccomandato per il calcolo dell'evapotraspirazione "di riferimento" ET_0 è quello di Penman-Monteith rivisitato, in cui sono stati esplicitati i fattori di resistenza riferibili al 'reference crop':

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 u_2)} \tag{19}$$

ET_0 = è espressa in *mm/g*

$ET_c = K_c \cdot ET_o$ indica invece l'evapotraspirazione da una generica superficie coltivata, gestita ottimamente, molto estesa e ben irrigata. Per il calcolo di ET_c si usano dei coefficienti K_c (*colturali*) ottenuti sperimentalmente come rapporto ET_c/ET_0 per i vari tipi di coltura.

$ET_{c,adj}$ è l'evapotraspirazione da superfici coltivate sviluppatesi in condizioni climatiche e di gestione differenti da quelle standard. $ET_{c\ adj}$ è calcolata utilizzando un coefficiente di criticità d'irrigazione K_s ("water stress coefficient") e/o aggiustando K_c a seconda degli altri stress/vincoli climatici che possono influenzare l'evapotraspirazione.

Tab. 1 - Coefficienti colturali (Kc) per colture erbacee consigliati nell'ambiente emiliano-romagnolo.

Specie	Kc	Fase fenologica
Asparago	0,3	fine raccolta turioni
	0,6	bottone fiorale
	0,8	fiori e foglie
	1,0	80% bacche rosse
Bietola da seme	0,4	semina/trapianto
		emissione foglie basali
		chiusura sulla fila e tra le file
	0,6	fase piena fioritura
	1,2	fase piena allegagione
	0,7	glomeruli suberosi
Bietola a seme	0,4	semina
	0,6	sesta foglia
	0,8	ottava foglia
	1,0	dodicesima foglia
	0,8	diciottesima foglia
Cipolla	0,4	semina
	0,6	emergenza
	0,8	due foglie vere
	1,0	inizio formazione bulbi
	0,8	20% piante collassate
Cocomero	0,4	trapianto
	0,6	rimozione copertura
	0,8	diametro frutti 10 cm
	1,0	inizio raccolta
	0,8	fine raccolta

Specie	Kc	Fase fenologica
Fagiolo e fagiolino	0,4	semina
	0,6	emergenza
	0,8	quattro foglie vere
	1,0	abbozzi fiorali
	0,8	raccolta
Fragola	0,3	risveglio vegetativo
	0,6	primi fiori
	0,8	primi frutti bianchi
	1,0	prima raccolta
	1,0	raccolta in aprile
	1,0	raccolta in maggio
Girasole	0,3	semina
	0,4	emergenza
	0,6	comparsa calatide (infiorescenza)
	0,8	fioritura
	1,1	allegagione
Mais	0,4	semina
	0,5	sesta foglia
	0,8	levata
	1,2	emissione pennacchio
	1,0	imbruttimento sete
	0,8	fine maturazione lattea

Specie	Kc	Fase fenologica
Melanzana	0,4	trapianto
	0,9	sino ad attecchimento
	1,0	fase vegetativa
	1,2	inizio e piena produzione
Patata	0,4	semina
	0,6	emergenza
	0,8	inizio formazione tuberi
	1,1	massimo sviluppo vegetativo
	1,0	ingiallimento fogliare
Pisello	0,4	semina
	0,6	emergenza
	0,8	quattro foglie vere
	1,0	abbozzi fiorali
Pomodoro da industria	0,4	semina o trapianto
	0,6	primi frutti
	0,8	secondo palco con frutti
	1,0	10% bacche rosse
	0,8	25% bacche rosse
Soia	0,4	semina o trapianto
	0,8	quarta foglia
	1,0	fioritura primo palco
	0,8	riempimento baccelli 5° palco
	0,8	completo ingrossamento semi

Tab. 2 - Coefficienti colturali (Kc) per colture arboree consigliati nell'ambiente emiliano-romagnolo.

	Kc		
Specie	Terreno inerbito	Terreno lavorato	Mese e/o fase fenologica
Actinidia	0,5	0,45	aprile
	0,75	0,5	maggio
	1,1	0,9	giugno
	1,25	1,15	da luglio a ottobre
Albicocco	0,45	0,5	aprile
	0,5	0,7	maggio
	0,65	0,9	giugno
	0,75	1,0	luglio (anche post raccolta)
	0,4	0,5	agosto post raccolta
Ciliegio	0,45	0,5	aprile
	0,75	0,55	maggio
	1,0	0,75	giugno
	1,1	0,85	luglio
	0,6	0,45	luglio e agosto post raccolta

	Kc		
Specie	Terreno inerbito	Terreno lavorato	Mese e/o fase fenologica
Melo	0,45	0,5	aprile
	0,75	0,55	maggio
	1,0	0,75	giugno
	1,1	0,85	da luglio a settembre
	0,6	0,45	agosto o post raccolta
Pero	0,5	0,45	aprile
	0,6	0,7	maggio
	0,9	0,8	giugno
	1,0	0,9	da luglio a settembre
	0,5	0,4	agosto o post raccolta
Pesco	0,5	0,45	aprile
	0,7	0,5	maggio
	0,9	0,65	giugno
	1,0	0,75	luglio e agosto
	0,5	0,4	luglio e agosto in post raccolta
Vite	0,75	0,55	pre-chiusura grappolo
	0,6	0,8	inizio invaiatura

Tratte da: http://www.ermesagricoltura.it/rivista/2004/supp_18/supp18087.pdf

METODI APPROSSIMATI DIPENDENTI DALLA RADIAZIONE

Metodo di Priestley-Taylor *(applicazione a scala giornaliera)*

Ipotesi: la componente aerodinamica (dell'equazione di Penman) vale una frazione della componente energetica. L'altezza di evapotraspirazione giornaliera risulta quindi:

$$\lambda ET = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n - G \qquad [mm/g] \qquad (20)$$

α = 1.3 in zone umide

α = 1.7 in zone aride, con $u_r < 60\%$

Il valore di α si presta ad essere calibrato in modelli idrologici.

Metodo di Makkink *(applicazione a scala giornaliera)*

Il metodo di Makkink risulta simile a quello elaborato da Priestley-Taylor, ma fa riferimento alla radiazione solare globale:

$$\lambda ET = 0{,}61 \cdot R_S \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} - 0{,}12 \qquad [mm/g] \qquad (21)$$

R_s è espresso in acqua evaporabile equivalente, ottenibile dalla (1).

METODI APPROSSIMATI SEMI-EMPIRICI

Metodo di Hargreaves

1. applicazione a scala giornaliera

L'equazione è funzione della temperatura e fornisce un'espressione per la valutazione dell'*ET* di reference crop:

$$ET_{rc} = 0.0023 \cdot R_0 \cdot \sqrt{\delta'_T} \cdot (T + 17.8) \qquad [mm/g] \qquad (22)$$

ET_{rc}= evapotraspirazione da reference crop [mm/g];

R_0 = altezza di evaporazione equivalente alla radiazione extratmosferica per il sito ed il giorno di interesse [mm/g] = $0.408\ R_0$ [MJ/m^{2}g] (vedi Maidment, 1993 eq. 9-14, 31);

δ'_T = escursione termica giornaliera (*Tmax-Tmin*) [°C];

T = temperatura media dell'aria [°C] nel giorno considerato.

2. applicazione a scala mensile

La stessa formula può essere utilizzata con riferimento alla scala mensile, calcolando il valore di ET_{rc} nel giorno medio del mese e moltiplicandolo per i giorni effettivi del mese stesso. Il fattore δ'_T assume però un diverso significato:

δ'_T = differenza tra la media delle temperature massime e la media delle temperature minime calcolate su tutti i giorni del mese [°C];

Metodo di Thornthwaite *(applicazione a scala mensile)*

In questo metodo *ETp* dipende solo dalle temperature medie mensili e dalla latitudine del sito (attraverso i fattori correttivi *Lj*)

$$ETp_j = 16 \cdot \left(10 \cdot \frac{t_j}{I}\right)^a \cdot L_j \qquad [mm/mese] \tag{22}$$

ETp_j = evapotraspirazione potenziale media mensile [mm/mese];

t_j = temperatura media mensile [°C];

L_j = indice di calore (vedi tabella).

a = coefficiente che dipende dall'indice termico medio annuo I

I = indice termico medio annuo

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{t_i}{5}\right)^{1,514} \tag{23}$$

$$a = 0.49239 + 1.792 \cdot 10^{-2} \cdot I - 7.71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 6.75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 \tag{24}$$

L'indice di calore tiene conto della durata teorica dell'irraggiamento solare al variare della latitudine e del numero di giorni di ciascun mese.

Fattore correttivo L_j, in funzione della latitudine e del mese j dell'anno

Lat.	*Gen.*	*Feb.*	*Marz*	*Apr.*	*Mag.*	*Giu.*	*Lug.*	*Ago.*	*Sett.*	*Ott.*	*Nov.*	*Dic.*
36°	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84
40°	0,84	0,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	0,96	0,83	0,81
44°	0,81	0,82	1,02	1,13	1,27	1,29	1,30	1,20	1,04	0,95	0,80	0,76

Metodo di Blaney-Criddle *(applicazione a scala temporale mensile o minima di 5 giorni)*

E' un metodo che include molte variabili ma non a base fisica. Nella versione modificata da Doorenbos and Pruitt (1977) è ancora usato per applicazioni agronomiche, ma non è raccomandato dalla FAO. Non si riferisce al concetto di Reference Crop.

$$ET_p = \alpha + c \cdot \left[p \cdot (0.46 \cdot T + 8.13) \right] \qquad (25)$$

con:

$$\alpha = 0.0043 \cdot RH_{min} - \frac{n}{N} - 1.41 \qquad (26)$$

$$c = 0.82 - 0.0041 \cdot RH_{min} + 1.07 \cdot \frac{n}{N} + 0.066 \cdot U_d - 0.006 \cdot RH_{min} \cdot \frac{n}{N} - 0.0006 \cdot RH_{min} \cdot U_d \qquad (27)$$

dove:

ET_p = l'evapotraspirazione potenziale, in *cm* o *mm*;

p = il rapporto tra il numero di ore di luce del giorno considerato e il numero di ore di luce del giorno medio annuo;

T = la temperatura media dell'aria, in °*C*;

RH_{min} = l'umidità relativa minima del giorno, in *percento*;

n/N = eliofania relativa;

U_d = la velocità del vento, del giorno considerato, a *2 mt* di altezza, in *m/s*.

BIBLIOGRAFIA

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M,. *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and drainage paper n. 56, 1998

Brutsaert W. (1982), *“Evaporation into the Atmosphere”* Theory, History, and Applications, Reidel, 128-153 pp.

FAO (1990), *“Report on the Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements”*, FAO

Rosso R. (1994), *“Effetto serra. Istruzioni per l’uso”* , Progetto Leonardo Bologna

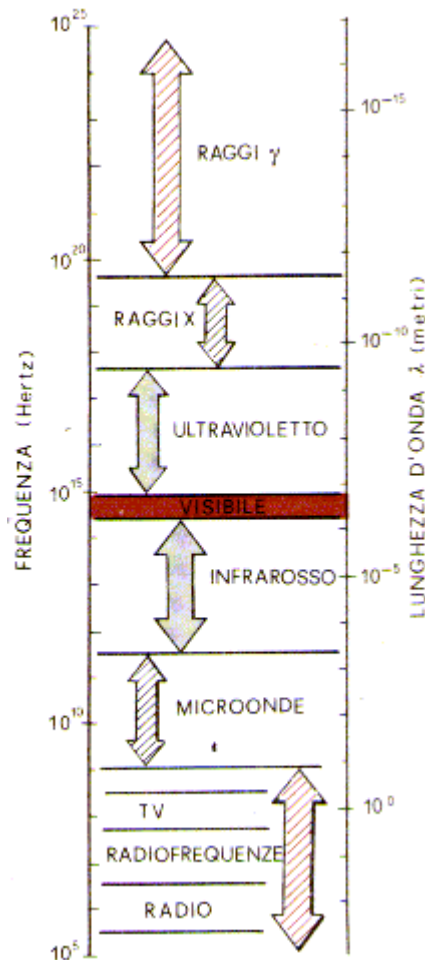
Strahler, A.N. (1984), *“Geografia Fisica”*, Piccin, 105-116 pp.

Viglione, A. (2004), *“Stima dell’evapotraspirazione media mensile sul territorio piemontese”, Working Paper 2004-01*, DITIC, Politecnico di Torino (http://www2.polito.it/strutture/ditic/Ricerca/Working_papers.htm).

APPENDICE:
BILANCIO RADIATIVO ALLA SUPERFICIE TERRESTRE

Il fenomeno della radiazione

Il trasferimento di energia mediante rapide oscillazioni di campi elettromagnetici è chiamato radiazione. Queste oscillazioni possono essere considerate come onde "viaggianti" caratterizzate dalla loro lunghezza d'onda λ o dalla frequenza ν, dove c è la velocità in un dato mezzo.
Queste tre grandezze sono legate come segue:

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \qquad (28)$$

λ = lunghezza d'onda [μm o nm]
c = velocità della luce = 3 10^8 [m/sec]
ν = frequenza [cicli/sec]

Tutte le onde viaggiano con la stessa velocità c nello spazio vuoto, mentre possono modificare tale velocità in un mezzo o al variare della frequenza.
La modifica della velocità dovuta alla frequenza prende il nome di *dispersione*.
L'intero campo di frequenza o di lunghezza d'onda della radiazione prende il nome di *spettro*, mentre si definisce *banda* una porzione definita di questo.

La radiazione di un corpo nero

Ogni corpo con una temperatura superiore allo zero assoluto emette una radiazione. Si definisce corpo nero un corpo che, ad una data temperatura, emette la massima radiazione possibile per unità di area e superficie, a tutte le lunghezze d'onda. La radiazione emessa è funzione della lunghezza d'onda λ del corpo stesso e della sua temperatura T. Definendo l'emittanza specifica E(λ ,T) di un corpo come il flusso di radiazione, segue la relazione di Planck:

$$R(\lambda,T) = \frac{3600 \cdot 24}{10^6} \frac{a_0 \cdot \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{b_0}{\lambda T}\right) - 1} \qquad \left[\frac{MJ}{m^3 \cdot g}\right] \tag{29}$$

$a_0 = 2\pi hc^2 = 2.745\ 10^{-16}$ [Jm^2s^{-1}];

$b_0 = hc/k = 1.4394\ 10^{-2}$ [mK];

h = costante di Planck = $6.626\ 10^{-34}$ [Js];

k = costante di Boltzmann = $1.381\ 10^{-23}$ [J/K];

c = velocità della luce = $3\ 10^8$ [m/s].

Integrandola si ottiene l'emittanza totale di corpo nero (legge di Stefan-Boltzmann):

$$R = \int_0^\infty R(\lambda,T)\, d\lambda = \sigma \cdot T^4 \qquad \left[MJ / m^2 \cdot g\right] \tag{30}$$

$\sigma = 4.9\text{x}10^{-9}$ [$MJ/m^2 \cdot K^4 \cdot g$];

T = temperatura [K].

La legge dello spostamento di Wien indica inoltre la lunghezza d'onda corrispondente al picco di emissione (λ_{MAX}) in funzione dalla temperatura superficiale del corpo T, secondo la legge:

$$\lambda_{MAX} \cdot T = 2.88 \cdot 10^{-3} \qquad \left[\mu \cdot K\right] \tag{31}$$

In natura, a rigore, non vale la definizione di corpo nero, in quanto la radiazione incidente può essere trasmessa, riflessa o assorbita. Si definiscono le grandezze:

- trasmittività ψ_λ
- riflettività α_λ (detta, in meteorologia, **albedo**)
- assorbività ξ_λ

Queste grandezze assumono valori diversi a seconda della lunghezza d'onda. Permane però il legame tra di esse stabilito dalla relazione di conservazione dell'energia:

$$\Psi_\lambda + \alpha_\lambda + \xi_\lambda = 1 \quad (32)$$

Utilizzando la legge di Kirchoff, che afferma che a temperatura T, un corpo in equilibrio emette ed assorbe la radiazione alle stesse lunghezze d'onda, l'assorbività ξ può quindi essere posta uguale all'emissività ε:

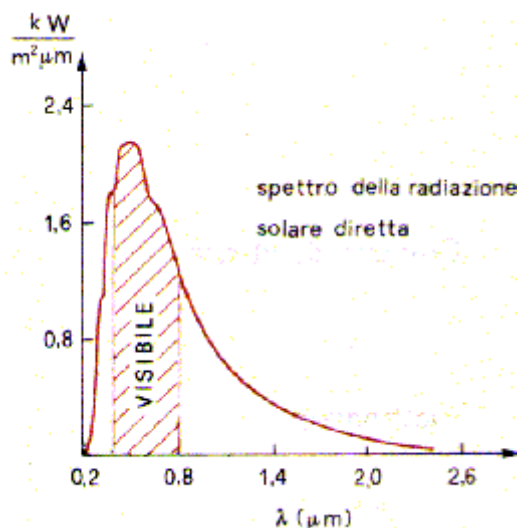
$$\xi_\lambda = \varepsilon_\lambda \quad (33)$$

Nel caso di un corpo "grigio" la legge di Stefan-Boltzmann diventa:

$$E = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (34)$$

Inoltre, nel caso di corpi totalmente riflettenti ($\psi_\lambda = 0$), si ottiene:

$$\alpha_\lambda = 1 - \varepsilon_\lambda \quad (35)$$

Lo spettro della radiazione solare

L'energia che il sole perde verso lo spazio sotto forma di radiazione si sviluppa nell'interno della stella dove le altissime temperature (dell'ordine delle decine di milioni di gradi) sostengono le complesse reazioni nucleari che la producono. Sotto valori enormi di pressione e ad elevata temperatura, l'idrogeno si converte in elio; in questo processo di

fusione si genera una grande quantità di calore che viene convogliata verso la superficie del sole per convezione e conduzione.
Si usa dire che l'emissione di radiazione da parte della fotosfera solare può essere descritta come quella di un corpo nero alla temperatura di 6000 °C.
Lo spettro solare è molto complesso: non solo perché all'emissione contribuiscono anche la cromosfera e la corona solare (temperatura dell'ordine dei milioni di gradi) ma anche perché la superficie del sole presenta caratteristiche radiative che mutano nel tempo.
La radiazione solare si distribuisce su una larga banda dello spettro elettromagnetico, ma dato che la parte esterna del sole ha una temperatura di circa 6000 °K, il 99% della radiazione solare avviene nel campo delle lunghezze d'onda comprese fra 0,17 e 4 micron, con intensità massima proprio nella parte centrale dello spettro delle radiazioni visibili (0,4÷0,7 μ). In complesso quasi metà della radiazione solare si trova nella parte visibile dello spettro, mentre l'altra metà è distribuita nell'ultravioletto e nell'infrarosso. I1 sole irradia energia anche con onde estremamente corte, cioè nella banda dei raggi X e nella zona della radiazione corpuscolare (protoni, neutroni, altre particelle ad alta energia), ma tutta questa emissione, ovviamente invisibile all'occhio umano, non rappresenta che una parte molto piccola dell'energia totale irradiata, forse solo una quantità pari a 10^{-5}.
Lo studio dello spettro del Sole e delle sue variazioni nel tempo permette di comprendere alcuni complessi fenomeni che avvengono nell'atmosfera terrestre. La radiazione solare non solo trasporta sulla Terra calore e luce ma interagisce con le molecole dei gas atmosferici dando luogo a vari processi, tra i quali la formazione dello strato di ozono stratosferico e delle regioni ionosferiche, di importanza fondamentale per la vita e l'attività dell'uomo.
L'energia emessa dal Sole, composta da uno spettro di lunghezze d'onda, viaggia ad una velocità uniforme di circa 300.000 km al secondo. Si sposta in linea retta ed impiega circa nove minuti a percorrere i circa 150 milioni di km che separano il Sole dalla Terra. Tuttavia la sua intensità diminuisce inversamente al quadrato della distanza dal sole, dovendosi diluire su una sfera ideale via via sempre più grande.

La radiazione solare

La radiazione solare rappresenta, in pratica, l'unica fonte di energia che governa il bilancio energetico e il regime di temperatura del sistema Terra-atmosfera (le altre sorgenti forniscono al nostro pianeta una quantità di energia non superiore allo 0.002% di quella fornita dal Sole). La

quantità di radiazione solare incidente sul pianeta varia nel corso dell’anno in funzione della distanza Terra-Sole. Nella valutazione del bilancio di energia del pianeta si fa riferimento ad una distanza media e ad una **costante solare** definita come la quantità totale di radiazione solare che arriva nell’unità di tempo su un’area unitaria posta al di fuori dell’atmosfera terrestre, perpendicolarmente ai raggi solari, quando la distanza Terra-Sole è eguale ad 1 unità astronomica (1 U.A.=1.496 10^8 km). In realtà, l’atmosfera attenua fortemente la radiazione solare in arrivo, cosicché solo una parte della radiazione solare entrante raggiunge la superficie terrestre.

La superficie terrestre, riscaldata dall’assorbimento della radiazione solare (ad onda corta), emette radiazione termica (ad onda lunga), secondo una curva di distribuzione spettrale, la cui forma è data dall’equazione di radiazione di corpo nero di Planck, assumendo un valore medio globale della temperatura superficiale di circa 288 K. La superficie terrestre riceve mediamente 111 kcal/cm^2 anno in forma di radiazione solare e perde 37 kcal/cm^2 anno sotto forma di radiazione ad onda lunga. Questo significa che il bilancio di radiazione alla superficie terrestre è positivo e che la superficie terrestre sarebbe destinata a riscaldarsi in conseguenza della relativamente alta trasparenza dell’atmosfera alla radiazione solare e della minore trasparenza dell’atmosfera per la radiazione ad onda lunga, se non vi fossero altri processi di trasporto di energia dalla superficie terrestre verso l’atmosfera. In realtà, il bilancio di energia alla superficie terrestre, fatto su scala globale e su un periodo di un anno, non può che essere nullo se si vuole che la temperatura superficiale della Terra si mantenga costante. Questa situazione di equilibrio (o di quasi equilibrio se s’ipotizza che una variazione lenta della temperatura superficiale sia in atto) è ripristinata grazie ad alcuni importanti processi di trasporto di calore dalla superficie terrestre all’atmosfera i quali compensano il bilancio radiativo (positivo) alla superficie terrestre: il trasporto di calore sensibile per flusso turbolento (limitato allo strato limite dell’atmosfera), e il trasporto di calore latente (relativo ai processi di evaporazione e condensazione che portano alla formazione delle nubi). Il calore viene poi ridistribuito nella troposfera da un processo di mescolamento convettivo, che si attua in direzione prevalentemente verticale e, l’equilibrio termico viene infine conservato per via del raffreddamento che avviene per emissione di onde lunghe verso la crosta terrestre e verso lo spazio.

La radiazione solare ai limiti dell'atmosfera R_0

La radiazione solare incidente su una unità di area normale ai raggi solari al limite dell’atmosfera è detta *costante solare* G_{sc} ed è dell’ordine di 0.082 MJ / m^{2}min = 1367 W/m^2.

Poiché la Terra è approssimativamente un ellissoide quasi sferico, solamente un punto di essa presenta una superficie rivolta perpendicolarmente ai raggi solari. Su tutti gli altri punti della superficie, i raggi del Sole raggiungono la Terra formando angoli via via decrescenti fino al circolo di illuminazione. Per cui il valore di R_0 in dipendenza della latitudine, della stagione e dell'ora, si riduce secondo la seguente relazione:

$$R_0 = \frac{24 \times 60}{\pi} G_{sc} d_r \left(\omega_s \sin\varphi \cdot \sin\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \sin\omega_s \right) \qquad \left[MJ / m^2 g \right] \tag{36}$$

G_{sc} = costante solare = 0.082 [MJ / $m^2 \cdot$ min];

d_r = distanza relativa Terra - Sole;

δ = declinazione solare [rad];

φ = latitudine [rad];

ω_s = angolo orario al tramonto [rad].

Calcolo dell'**angolo orario al tramonto ω_s**:

$$\omega_s = \arccos(-\tan\varphi \cdot \tan\delta) \qquad [rad] \tag{37}$$

Variation of the hour angle

Hour angle ω (degrees)

180

0

-180

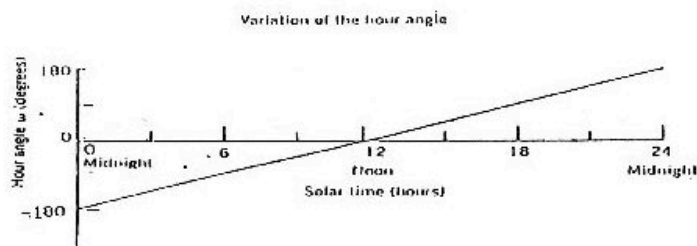
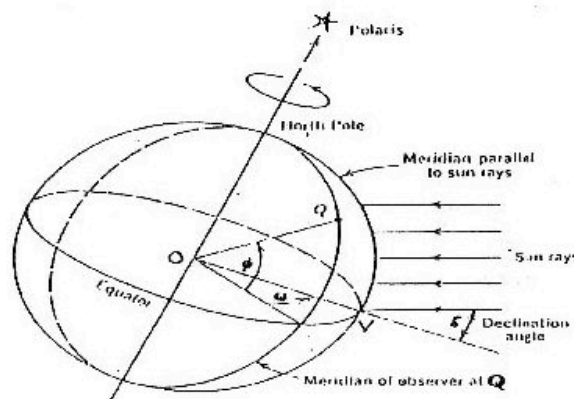
0 Midnight

6

12 Noon

18

24 Midnight

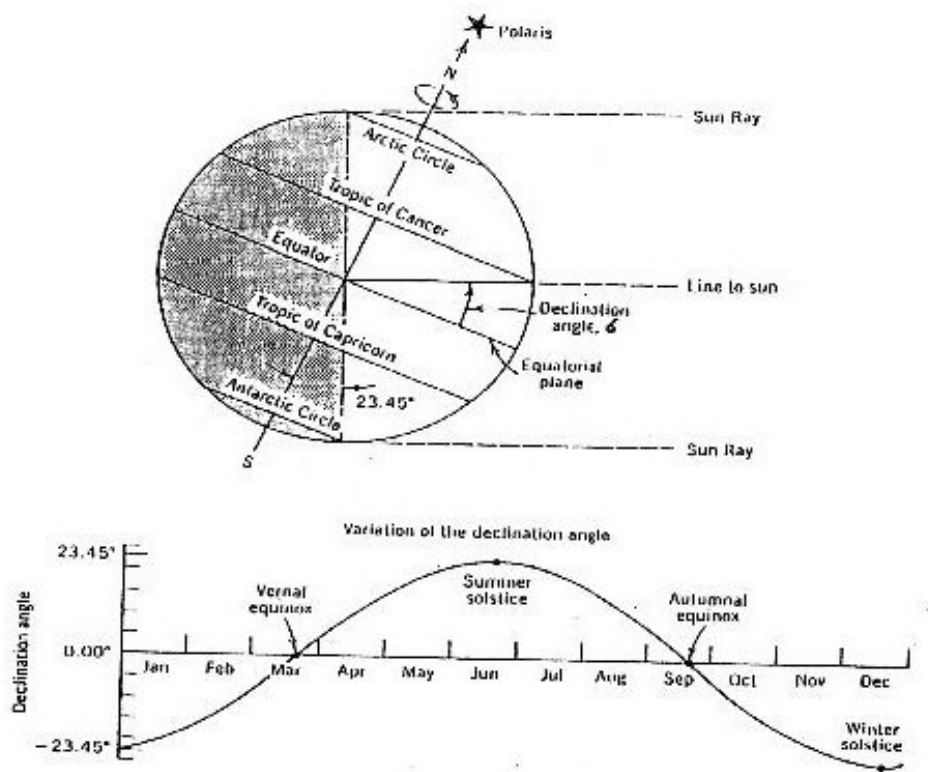
Solar time (hours)

Calcolo della **distanza relativa Terra – Sole d_r**:

$$d_r = 1 + 0.033 \cdot cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) = 1 + 0.033 \cdot cos(0.0172J) \tag{38}$$

Calcolo della **declinazione solare δ**:

$$\delta = 0.409 \cdot sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right) = 0.409 \cdot sin(0.0172J - 1.39) \qquad [rad] \tag{39}$$

$$J = intero(30.42M - 15.23) \tag{40}$$

M = numero del mese;

Calcolo del **numero massimo di ore di sole** possibili in un giorno (N) risulta essere:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \qquad [ore] \tag{41}$$

Assorbimento e diffusione della radiazione solare

Nel momento in cui la radiazione solare entra nell'atmosfera terrestre, si verificano una serie di fenomeni i quali determinano una certa selezione e deviazione dell'energia. Ad un'altezza di quasi 150 km, lo spettro di radiazione possiede quasi la totalità della sua energia iniziale, ma durante l'attraversamento, fino ad una altezza di 88 km, si verifica l'*assorbimento* quasi totale dei raggi X, così come viene assorbita parte dei raggi ultravioletti. Un'altra forma di perdita di energia ha luogo quando i raggi del Sole sono assorbiti da alcuni gas presenti nell'atmosfera. Sia il vapore d'acqua che l'anidride carbonica sono in grado di assorbire i raggi infrarossi. L'assorbimento da luogo ad un aumento sensibile della temperatura dell'aria; in tal modo si verifica una parte del riscaldamento diretto dell'atmosfera più bassa durante l'arrivo della radiazione solare. La distribuzione del contenuto di vapor d'acqua nell'atmosfera varia di molto da luogo a luogo, essendo per esempio attorno allo 0.02 % in condizioni desertiche e ~ 1.8 % nelle regioni umide equatoriali. Ne risulta che l'assorbimento di energia dovuto alla presenza di vapore acqueo varia in corrispondenza da un ambiente terrestre all'altro ed è maggiore nelle zone equatoriali che nei deserti.

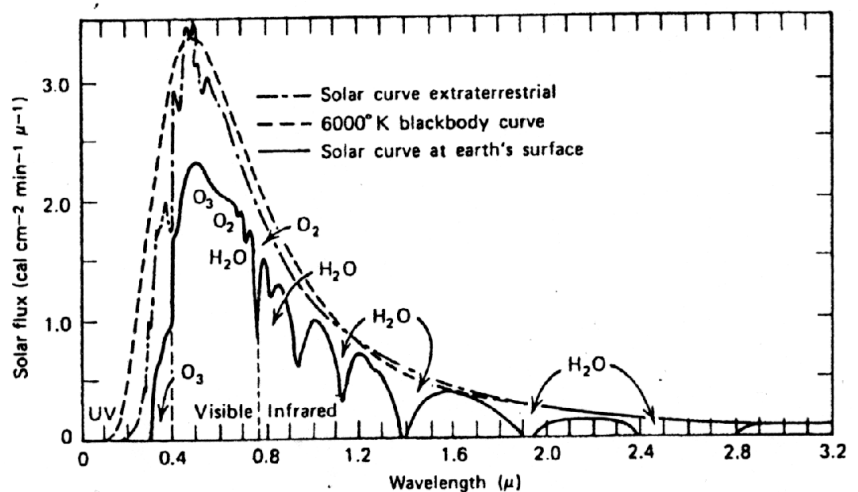
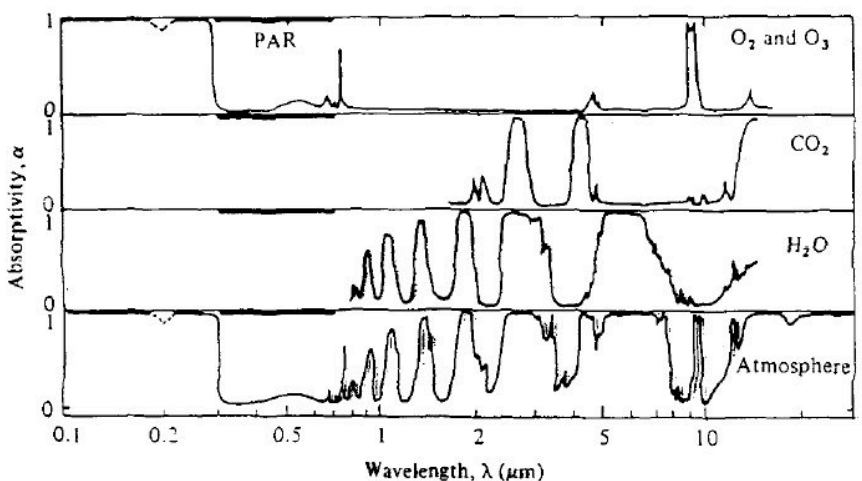



Fig. 2.5. Absorption spectra for the atmosphere and some pure atmospheric components. (After Fleagle & Businger 1963.)

Si ritiene che tutte le forme di assorbimento diretto indicate sopra, vale a dire dei raggi X, gamma, ultravioletti nella ionosfera, delle onde lunghe per effetto dell'anidride carbonica e del vapore

d'acqua e delle altre molecole di gas e di pulviscolo atmosferico, producano un assorbimento medio variabile dal 10 %, in condizioni di aria limpida e secca, ad un massimo attorno al 30 % quando esiste la copertura delle nubi. Quando la radiazione penetra negli strati più bassi e densi dell'atmosfera, le molecole dei gas provocano la deviazione dei raggi luminosi visibili in tutte le direzioni, un processo conosciuto come *diffusione*. Un secondo fenomeno di diffusione si ha quando la radiazione solare incontra il pulviscolo atmosferico nella troposfera. Questo processo può essere definito come una riflessione diffusa. Il colore blu del cielo limpido si spiega con la diffusione dei raggi luminosi di lunghezza d'onda luminose più corte. Queste sono prevalentemente blu. Come risultato di tutte le forme di diffusione delle onde corte, una parte dell'energia solare è rinviata verso lo spazio ed è persa per sempre, mentre nello stesso tempo una parte dell'energia, prodotta dalle onde corte diffuse è diretta verso la Terra (la radiazione diffusa del cielo). Un'ulteriore causa di perdita di energia, ma di entità minore è quella che si verifica nello strato di ozono, quando le molecole di ossigeno sono scisse in atomi e si riformano come molecole di ozono.

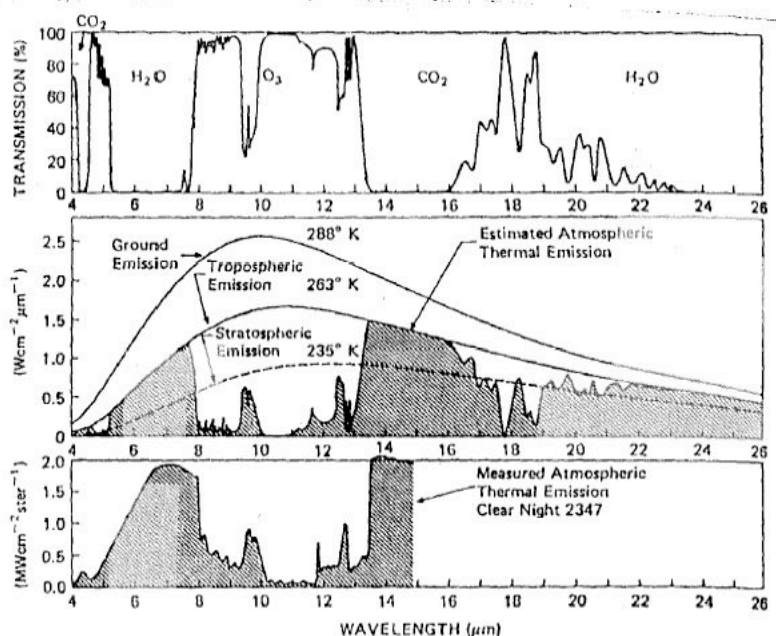



Figure 8.8. (Top) Atmospheric infrared transmission spectrum as a function of the wavelength. (Middle) Calculated emission spectra of ground surface and atmosphere. (Bottom) Downward spectral flux of atmospheric radiation as measured at the ground for a clear night at Columbus, Ohio.

Bilancio radiativo alla superficie terrestre

Per i fenomeni di assorbimento e riflessione che hanno luogo nell'atmosfera solo una parte della radiazione proveniente dal Sole, la **radiazione solare globale R_s**, riesce a raggiungere la superficie terrestre.

La radiazione globale ad onde corte è legata alla radiazione al limite dell'atmosfera R_0 dalla relazione:

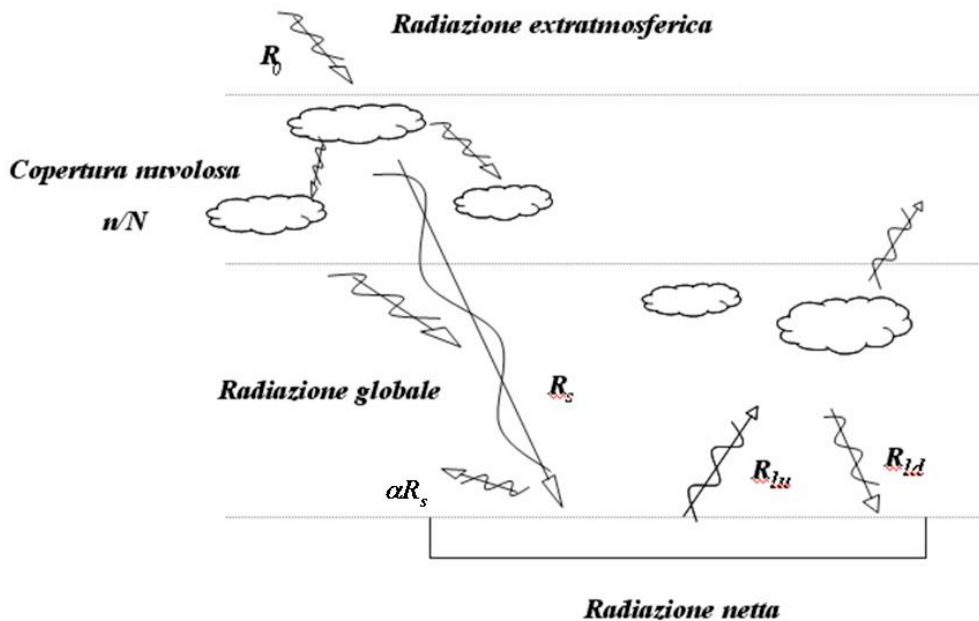
$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_0 \qquad \left[MJ / m^2 g \right] \tag{42}$$

n = numero di ore di insolazione effettiva

N = numero massimo di ore di sole possibili in un giorno (vedi eq. 14)

n/N = eliofania relativa = $1 - m_c$

m_c = copertura nuvolosa frazionaria

a_s ,b_s = coefficienti di Prescott = 0.25; 050 nelle zone temperate

In assenza di queste informanzioni la R_s può essere stimata con la formula di Hargreaves e Samani:

$$R_s = k_{Rs} \cdot \left(T_{max} + T_{min} \right)^{1/2} R_0 \tag{43}$$

K_{Rs} = 0.16÷0.19 a seconda che si tratti di regioni interne o costiere;

T_{max}, T_{min} sono espresse in °C

Calcolo della **radiazione netta ad onde corte R_{nc}**:

$$R_{ns} = (1-\alpha)R_s \approx (1-\alpha)\cdot\left(0.25 + 0.5\frac{n}{N}\right)R_a \qquad \left[MJ/m^2 g\right] \qquad (44)$$

α = albedo della superficie

Tipici valori dell'albedo α per diversi tipi di superfici riflettenti.

SUPERFICI	MEDIA	MIN	MAX
acqua	0.20	0.02	1.00
neve	0.63	0.29	0.95
nuvole	0.32	0.05	0.84
citta'	0.16	0.12	0.21
strade	0.19	0.10	0.28
foreste	0.18	0.10	0.24
prati	0.25	0.14	0.45
cereali	0.18	0.16	0.23
cotone	0.21	0.20	0.22
pomodori	0.19		
barb da zucc	0.18		

Calcolo della **radiazione netta ad onde lunghe (R_{nl})**, secondo le leggi di emissione del corpo nero di Stefan-Boltzman:

$$R_{nl} = R_{ld} - R_{lu} = f\left(\varepsilon_{ac}\sigma\cdot T_a^4 - \varepsilon_s\sigma\cdot T_s^4\right) = f\cdot\varepsilon'\cdot\sigma\cdot T_a^{\ 4} \qquad \left[MJ/m^2 g\right] \qquad (45)$$

R_{lu} = radiazione ad onde lunghe diretta verso il basso

R_{ld} = radiazione ad onde lunghe diretta verso l'alto

f = fattore correttivo dovuto alla copertura nuvolosa;

ε' = emissività netta;

σ = costante di Stefan-Boltzmann = 4.9x10^{-9} [MJ/m^2·K^4·g];

$T_a \cong T_s$ = temperatura dell'aria [K];

Calcolo del **fattore correttivo della copertura nuvolosa *f*** in presenza di dati di radiazione solare:

$$f = \left(a_c \frac{R_s}{R_{so}} + b_c \right) \tag{46}$$

a_c = fattore di nuvolosità [1(climi umidi);1.35(zone aride)];

b_c = fattore di nuvolosità [0;-0.35];

R_s = radiazione solare ad onde corte misurata;

R_{so} = radiazione solare ad onde corte per cielo privo di nubi.

In alternativa:

$$f = \left(0.9 \frac{n}{N} + 0.1 \right) \tag{47}$$

Calcolo dell'**emissività netta ε'**:

$$\varepsilon' = \varepsilon_s - \varepsilon_{ac} \tag{48}$$

ε_{ac} = emissività dell'atmosfera in condizioni di cielo limpido

ε_s = emissività del suolo $\cong 1$

Calcolo dell'emissività dell'atmosfera in condizioni di cielo limpido ε_{ac}:

- secondo Brutsaert (1975):

$$\varepsilon_{ac} = 1.24 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \tag{49}$$

- secondo Brunt (1932):

$$\varepsilon_{ac} = a + b \cdot e_a^{1/2} \tag{50}$$

- secondo Idso e Jackson (1969):

$$\varepsilon_{ac} = \left\{ 1 - 0.261 \cdot exp\left[-7.77 \cdot 10^{-4} \left(273 - T_a \right)^2 \right] \right\} \tag{51}$$

- secondo Satterlund (1979):

$$\varepsilon_{ac} = 1.08\left[1 - exp\left(-e_a^{\frac{T_a}{2016}}\right)\right] \quad (52)$$

e_a = pressione di vapore effettiva [mb]

T_a = temperatura media dell'aria [K]

a = coefficiente di correlazione[0.51;0.65];

b = costanti che dipendono dai dati osservati [0.036;0.066];

Calcolo della **pressione di vapor saturo** (e_s):

$$e_s = 611 \cdot exp\left(\frac{17.27 \cdot T_a}{237.3 + T_a}\right) \qquad [Pa] \quad (53)$$

T_a = temperatura media dell'aria [°C].

Calcolo della **pressione di vapore effettiva** alla quota z_2 (e_a):

$$e_a = e_s \cdot R_h \qquad [Pa] \quad (54)$$

R_h = umidità relativa ($0 \leq R_h \leq 1$)

Oppure:

$$e_a = 611 \cdot exp\left(\frac{17.27 \cdot T_{dp}}{237.3 + T_{dp}}\right) \qquad [Pa] \quad (55)$$

T_{dp} = temperatura al punto di rugiada (°C).

ben approssimabile dalla temperatura minima giornaliera:

$$e_a = 611 \cdot exp\left(\frac{17.27 \cdot T_{min}}{237.3 + T_{min}}\right) \qquad [Pa] \quad (56)$$

Radiazione netta complessiva R_n:

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} \qquad \lfloor MJ / m^2 \cdot g \rfloor \quad (57)$$

L' effetto serra

Globalmente, la temperatura media della superficie terrestre risulta dunque di 15 °C (288 K). Nella troposfera la temperatura si modifica con la quota in ragione di un gradiente che, a causa del rilascio di calore latente per effetto della condensazione, risulta inferiore al valore di 9.6°C/km che

corrisponderebbe all'aria secca. La quota a cui si raggiunge la temperatura di equilibrio si trova ad una certa distanza dalla superficie terrestre e viene denominata **quota media di irradiamento**. Tale distanza, che varia in funzione della composizione atmosferica, può essere valutata approssimativamenpte impostando le equazioni che esprimono il bilancio energetico della Terra. Ricordiamo che il flusso energetico medio dovuto alla radiazione solare $= \gamma \cdot G_{sc}(1-\alpha)$, dove γ è il fattore geometrico descrive la forma della terra (pari a ¼ per una geometria sferica) e che il flusso di raffreddamento della terra $= \sigma T_e^4$, dove T_e è la temperatura di irradiamento della terra. In condizioni di equilibrio il bilancio energetico impone che i due flussi si debbano compensare. La temperatura di irradiamento della terra in condizioni di equilibrio risulta così pari a $T_e^4 = \frac{\gamma G_{sc}(1-\alpha)}{\sigma}$. Se si considera una geometria sferica ($\gamma = 1/4$) e si assume un valore medio di albedo pari a 0,30, si ricava un valore di T_e pari a circa 255 °K (-18 °C), vale a dire la temperatura a cui si troverebbe la superficie terrestre in assenza di atmosfera. Ciò significa che il riscaldamento dovuto all'effetto serra è di 33 °C circa rispetto ai 15°C (288 K) osservati. La superficie ideale che alla quale si raggiunge la T_e si trova dunque ad una certa distanza dalla superficie terrestre. Considerando un gradiente termico medio di 6°C/km la quota media di irradiamento si trova a circa 5.5 km dal suolo. In queste condizioni, un aumento della concentrazione di anidride carbonica causerebbe il riscaldamento della troposfera ed il raffreddamento della stratosfera. Ne conseguuirebbe un aumento della quota di equilibrio, così che il profilo traslerebbe orizzontalmente, aumentando la temperatura della troposfera e al suolo, fino a che non viene raggiunta la temperatura media di equilibrio della Terra par a 255 K.